

## LE PALEOGENE DETRITIQUE MARIN DU PAYS DES ARVES (SAVOIE) : ANALYSE PAR THERMOLUMINESCENCE ET PALEOGEOGRAPHIE.

par Jean-Pierre IVALDI\*

**RESUME.** - Les caractères thermoluminescents des quartz détritiques des conglomérats, arkoses, grès et schistes à blocs paléogènes du Pays des Arves sont définis. Le champ d'application de la méthode d'analyse TL et ses limites sont précisés dans un contexte géologique régional marqué par une déformation ductile forte et un métamorphisme anchizonal à épizonal post-priaboniens générateurs de néoformations siliceuses possédant leur propre thermoluminescence.

Le traitement statistique des données numériques, effectué à l'aide de diagrammes bidimensionnels et de cartes isofactes des paramètres R 1-3 et In de thermoluminescence naturelle montre, sur le plan de la paléogéographie, que le bassin paléogène arvinche présentait un développement longitudinal marqué, interrompu au Sud par une zone basse E-W.

Ce bassin syntectonique a été alimenté par des apports terrigènes transverses essentiellement externes, mais aussi internes.

**ABSTRACT.** - The thermoluminescent properties of quartzose detritic materials from the Arves country Palaeogene formations (French Western Alps) are defined, then the field of TL method and its boundary-lines specified in regard to the regional very low postpriabonian metamorphism.

Statistical data process carried out with the help of bidimensional diagrams and isofact maps taking account R 1-3 et In thermoluminescent parameters shows, on a paleogeographic scale, that the Arves country sedimentary basin extended towards the north, without any discontinuity, the Champsaur area ones. This confined sedimentary basin, elongated in accordance with the present N-S alpine structural trend, was filled up by transverse terrigenous river drifts originated from both outer and inner alpine orogenic zones.

### I - INTRODUCTION.

Dans les Alpes occidentales, la période paléogène est marquée par l'existence d'un cycle sédimentaire complet. Ce cycle débute par une transgression marine généralisée qui atteint le domaine externe entre le Lutétien-Bartonien et le Priabonien, soulignant par son avancée l'enfoncement progressif de la marge orientale du crâton européen. Il s'achève, au cours de l'Oligocène, par une émergence de cette même marge, placée sous la dépendance directe de la tectogenèse alpine. Son développement provoque le dépôt de sédiments conglomératiques, carbonatés, argilo-carbonatés, puis grés-pélitiques dans une suite, continue ou non, de bassins syntectoniques aujourd'hui répartis entre la mer Méditerranée et la Haute-Savoie.

Après avoir successivement abordé, par la méthode de thermoluminescence, l'étude du Paléogène des Alpes maritimes, du Champsaur et du Dévoluy (J.-P. IVALDI, 1973, 1980), nous présentons ici une analyse TL des matériaux détritiques siliceux du Groupe paléogène du Pays des Arves. Les limites géographiques imparties à ce travail sont l'ensemble cristallin Ecrins-Pelvoux-Combeynot au Sud et la vallée de l'Arc au Nord.

\* CRGM, Université de Nice, 06034 Nice cedex. Travail financé p.p. par le Conseil Général des Alpes-Maritimes.

## II - CONDITIONS EXPERIMENTALES ET EXPRESSION DES RESULTATS.

L'emploi de la méthode de thermoluminescence (TL) en paléogéographie, qui utilise le procédé comparatif, nécessite des conditions d'expérimentation strictement reproductibles. Ces conditions ont été fixées pour la thermoluminescence naturelle (TLN) et artificielle (TLA) lors de travaux précédents (J.-P. IVALDI, 1973 ; J.-P. IVALDI et R. MAZERAN, 1975).

L'analyse comparée du quartz des matériaux rocheux sera effectuée à l'aide des intensités globales de TLN (In) et de TLA (Ia) définies en unités arbitraires (u.a.), et par l'intermédiaire du rapport R 1-3 qui caractérise l'intensité relative du premier et du troisième pic de TLN par des valeurs comprises entre 0 et 100.

Ces données numériques seront présentées sous la forme de diagrammes bidimensionnels - (In, Ia), (R 1-3, In) - et de cartes isofactes qui rendent compte de l'évolution des principaux paramètres de thermoluminescence au sein des formations détritiques (J.-P. IVALDI, 1980).

L'absence de repères chronostratigraphiques continus au sein du Paléogène arvinche ne permet pas d'effectuer une analyse fine, isochrone, de cette évolution. Chaque carte isofacte intégrera, en conséquence, l'ensemble des variations spatiales et temporelles de thermoluminescence intervenues pendant la durée du cycle sédimentaire.

## III - THERMOLUMINESCENCE ET METAMORPHISME : CHAMP D'APPLICATION DE LA METHODE TL DANS LE CONTEXTE ANCHIZONAL ET EPIZONAL DU PAYS DES ARVES.

### 1. Position du problème.

Les formations paléogènes du Pays des Arves (1) sont, comme leurs homologues du Champsaur et des Alpes maritimes, atteintes par la déformation et le métamorphisme mésoalpins. Dans les zones internes, des cristallisations éoalpines peuvent avoir précédé cet événement. Le métamorphisme mésoalpin, anchizonal à épizonal (E. NIGGLI, 1973 ; J. APRAHAMIAN, 1974), a engendré un climat thermo-barométrique que l'on peut évaluer à 200-250°C / 0,5-2,5 kb compte tenu des sources bibliographiques (J.-P. GRATIER et al., 1973 ; D. BERNARD et al., 1977) et des données microthermométriques suivantes obtenues sur des fentes à quartz - calcite +/- (chlorite, albite) prélevées dans des encaissements divers du Pays des Arves et des régions limitrophes (2) :

Encaissant	Coordonnées UTM32T	T°C homogénéisation	T°C fusion	Eq. pondéral NaCl %	Densité	T°C formation (2)
Granite, St. Colomban, Belledonne	287,4 - 5027,0	230	-5	8 (+CO <sub>2</sub> )	0,85	320
Orthophyre, Carbonifère, Gdes Rousses	280,7 - 5012,4	168	-7/-10	10 - 14	0,90	270
Calcaire, Hett.-Carixien, Maurienne	291,3 - 5023,5	145	-3/-7	5 - 10	0,95	220
Calcschiste, Aalénien, Maurienne	294,8 - 5024,4	140	<-20	>23	0,96	250
Conglomérat, Paléogène, Maurienne	294,9 - 5016,5	140	-12/-21	16 - 23	0,96	250
Calcschiste, Paléogène, Maurienne	292,0 - 5023,2	150	-1	2	0,92	225
Arkose, Paléogène, Maurienne	295,5 - 4992,3	100	-20	23	nd	175
Conglomérat, Verrucano, Galibier	296,0 - 4992,5	160	nd	nd	nd	nd*

\* non défini

(1) L'usage actuel est de regrouper sous la dénomination de Flysch des Aiguilles d'Arves les formations paléogènes conglomératique, argilo-carbonatée et grés-pélitique du Pays des Arves. Les formations inférieure et moyenne n'ont pas les caractères sédimentologiques d'un flysch. Je réserverai l'appellation de Flysch des Aiguilles d'Arves à la seule formation détritique supérieure et qualifierai la trilogie nummulitique savoyarde de "Groupe paléogène du Pays des Arves".

(2) L'étude thermo-optique des inclusions fluides a été effectuée à l'Ecole Normale Supérieure par Mme SABOURAUD que je remercie. Les températures de formation des cristaux de quartz sont calculées en fonction d'une pression moyenne de 1 kb déduite d'analyses réalisées par P. SALIOT sur les phengites du socle du Pelvoux et de sa couverture sédimentaire.



Le phénomène de thermoluminescence est, par essence, étroitement dépendant de toute variation de température au sein de la matière cristallisée. Des expériences de laboratoire montrent que :

- a. des préchauffes de haute température et de longue durée modifient la thermoluminescence artificielle du quartz (R. MAZERAN et J.-P. IVALDI, 1975) ;
- b. une température de 175°C - valeur correspondant à la température de formation de la laumontite et au passage de la diagenèse à l'anchizone (H.G.F. WINKLER, 1976) - suffit pour dépiéger, en 4000 heures de préchauffe, la quasi-totalité des électrons métastables du quartz, effaçant ainsi plus de 90% de sa TLN (J.-P. IVALDI, 1980).

Les températures avancées pour le métamorphisme mésoalpin dans le domaine externe, même minimalisées, sont donc élevées en regard de la méthode TL. Elles rendent nécessaire un examen préalable des effets de ce métamorphisme sur la thermoluminescence du quartz des formations détritiques paléogènes et de leurs provinces distributives présumées.

Deux types d'études préliminaires doivent être envisagés : en premier lieu, l'analyse TL des filons de quartz stériles génétiquement liés à la déformation et au métamorphisme alpins dans le segment de chaîne considéré, qui conduit à la définition de l'intensité de la TL alpine ; en second lieu, l'évaluation des effets de cette thermoluminescence de néogenèse sur la TL originelle, anté-alpine, des quartz détritiques, éruptifs et métamorphiques de l'ensemble des entités géologiques susceptibles d'avoir alimenté le bassin paléogène du Pays des Arves.

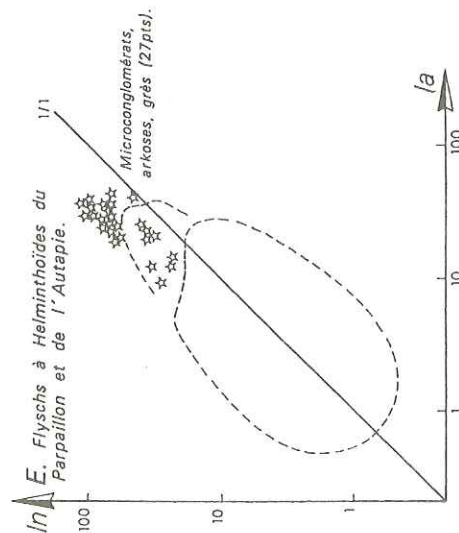
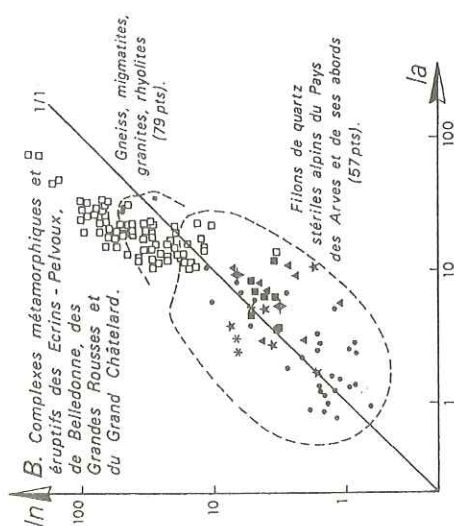
## 2. Définition de l'intensité de la thermoluminescence alpine.

Le caractère spécifique de la thermoluminescence alpine a été établi entre la mer Méditerranée et la Savoie sur l'ensemble des unités structurales de la chaîne (J.-P. IVALDI et R. MAZERAN, 1976 ; J.-P. IVALDI, 1979). Dans le Pays des Arves, comme partout ailleurs, l'analyse des fentes alpines à quartz - calcite +/- (chlorite, albite) des formations paléogènes montre que l'intensité de cette thermoluminescence est faible. Les valeurs de In et de Ia demeurent en effet comprises entre 0 et 10 u.a., à l'exception de trois filons prélevés dans la partie sommitale du flysch paléogène du col du Galibier, près du contact avec le Subbriançonnais, et dans le conglomérat de base du Pont de Villarclément. Pour ces trois échantillons, In et Ia avoisinent ou dépassent 30 u.a.. Quant au rapport In/Ia, il évolue statistiquement entre 0,2 et 2,6. Ces valeurs situent l'aire de variabilité des filons stériles alpins post-priaboniens du Pays des Arves dans la partie axiale, inférieure, du diagramme (In, Ia) (fig. 1 A).

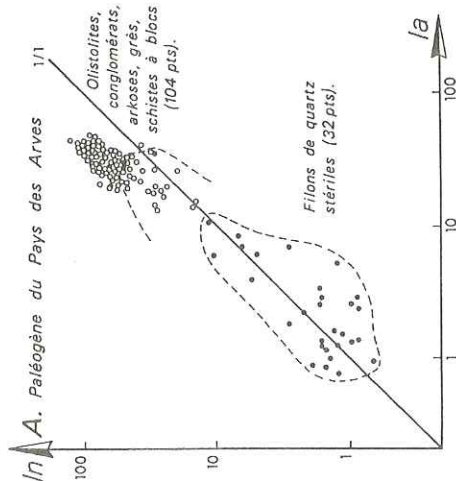
## 3. Degré de stabilité de la thermoluminescence anté-alpine des matériaux.

Les effets du métamorphisme alpin sur la thermoluminescence originelle du quartz des éléments de socle et de couverture du Pays des Arves et de ses abords sont variables et sélectifs. Ces effets sont présents, mais peu marqués, dans le Paléogène du domaine externe, le Subbriançonnais et les nappes de flyschs à Helminthoïdes, plus apparents mais géographiquement limités dans les socles et le tégument des massifs cristallins externes, assez généralisés dans la zone briançonnaise. Ils provoquent une homogénéisation partielle ou totale de la forme des courbes TL, une chute des intensités de thermoluminescence et une évolution polarisée du rapport In/Ia.

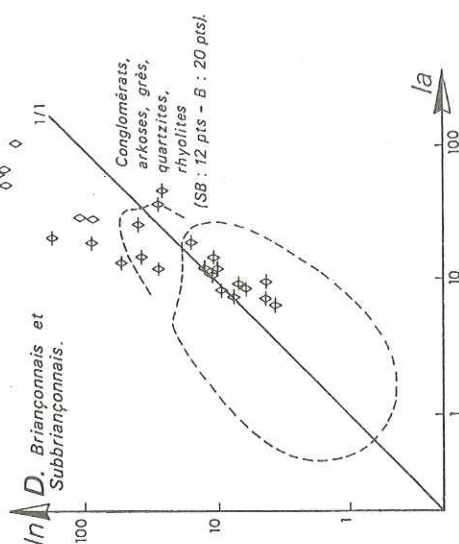
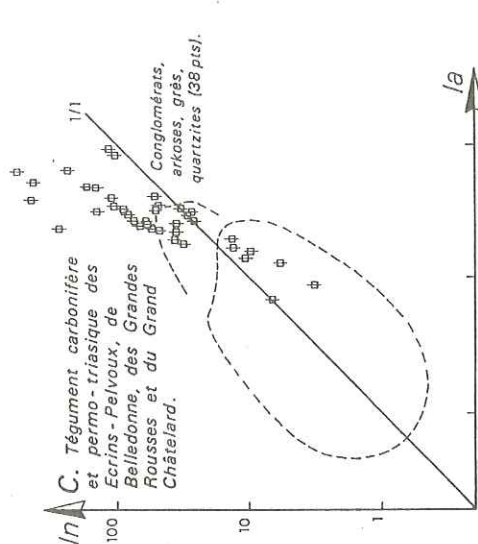
a. *La forme des courbes de thermoluminescence.* Très variable, à pics bien exprimés dans le domaine externe, le Subbriançonnais et les flyschs allochtones, elle devient répétitive dans le Briançonnais et présente alors de nombreux points de convergence avec celle des filons alpins encaissés dans cette même zone et dans les Schistes lustrés : tracé peu prononcé, culmination des émissions lumineuses vers 250-285°C et 335-355°C en TLN et 90°C, 125°C, 195°C, 325-345°C, 370°C en TLA.



L'alignement du quartz détritique, éruptif et métamorphique est négligeable dans le cas du Paléogène arvinche (A), du Subbriançonnais (D) et des flyschs crétaqués allochtones (E), limitée dans les socles externes et leur tégument carbonifère et permo-triasique (B-C), forte dans le domaine briançonnais (D) (Explications dans le texte).



**ENCAISSANTS :** massifs cristallins des Ecrins-Pelvoux s.l., de Belledonne, des Grandes Rousses et du Grand Châtelard (carrés) ; tégument carbonifère et permo-triasique dauphinois s.l. (carrés barrés) ; Mésozoïque dauphinois s.l. (triangles) ; formations paléogènes arvinches (cercles) ; Subbriançonnais (losanges) ; Briançonnais (losanges barrés) ; Schistes lustrés (astérisques) ; flyschs à Helminthoïdes (étoiles).





b. *Les intensités globales de thermoluminescence naturelle et artificielle.* Elles sont fortes, largement supérieures à 10 u.a., voire 100 u.a. dans la majeure partie du domaine externe, dans le Subbriançonnais et les flyschs allochtones où elles ne peuvent donc être masquées par la thermoluminescence alpine. Les niveaux métastables du quartz sont normalement saturés en TLN par comparaison avec ceux de matériaux rocheux externes à la chaîne, non alpinisés, c'est à dire indemnes de toute déformation et métamorphisme alpins. Comme dans le Champsaur, et compte tenu des observations de laboratoire précitées, il convient donc d'admettre, pour ces zones, une recharge complète des pièges à électrons du quartz après l'épisode métamorphique mésoalpin. Les intensités de thermoluminescence sont nettement plus faibles dans le Briançonnais où les valeurs tendent vers celles des filons alpins.

Cette analyse sommaire des faits peut être modulée et précisée dans le détail par l'emploi du diagramme (In, Ia). Dans ce diagramme, l'indépendance entre les matériaux détritiques et filoniens apparaît nettement en ce qui concerne le Paléogène arvinche, à l'exception des affleurements situés dans l'environnement immédiat des fentes à quartz du Pont de Villarclement et du Galibier (fig. 1 A). De même pour le Subbriançonnais et les flyschs allochtones (fig. 1 D-E). Les complexes métamorphiques et éruptifs du massif des Ecrins-Pelvoux, de Belledonne, des Grandes Rousses et du Grand Châtelard, ainsi que leur tégument carbonifère et permo-triasique, voient par contre 17 à 18% de leurs points représentatifs s'inscrire dans la partie supérieure de l'aire de variabilité des filons alpins (fig. 1 B-C). Dans le Briançonnais, ce pourcentage passe à 60% avec une répartition sélective du Carbonifère et du Paléogène (100%) par rapport au Permien et au Trias (33%). L'aire de variabilité des matériaux de cette zone recouvre assez largement celle des filons de quartz (fig. 1 D).

c. *Le rapport In/Ia.* Hormis dans le Briançonnais, les intensités globales de TLA sont inférieures aux intensités correspondantes de TLN. Le rapport In/Ia est dans la majorité des cas supérieur à 1, phénomène qui se traduit dans le diagramme (In/Ia) par le rejet systématique des aires de variabilité des matériaux détritiques, éruptifs et métamorphiques non filoniens au-dessus de la droite 1/1 (fig. 1, A-B-C-E). L'axe d'allongement de ces aires présente une obliquité plus ou moins marquée par rapport à cette même droite. L'infériorité systématique de Ia devant In, qui a également été observée dans le Champsaur, traduit vraisemblablement l'influence du métamorphisme alpin sur la TLA du quartz. Le développement, dans ce minéral, de pièges jouant un rôle inhibiteur lors du remplissage artificiel des niveaux électroniques a été évoqué pour expliquer le phénomène (J.-P. IVALDI, 1980). Cette hypothèse est argumentée par la faiblesse des intensités de la thermoluminescence alpine.

Dans le Briançonnais, l'existence d'intensités de TLN et de TLA statistiquement équivalentes, traduites dans le diagramme (In, Ia) par une aire de variabilité mieux axée sur la droite 1/1, s'explique par la recristallisation partielle ou totale du quartz de tous les matériaux qui acquièrent ainsi les traits spécifiques de la TL alpine (fig. 1, D).

Les conséquences de ces observations sont de deux ordres. L'action du métamorphisme sur la TLA du quartz, bien que peu développée en dehors du Briançonnais, limite l'emploi de cette méthode d'analyse dans ses applications paléogéographiques en Savoie. Seul l'aspect qualitatif des émissions lumineuses, que traduit la forme générale des courbes de TL, peut être pris en compte lorsque l'alpinisation reste partielle. L'emploi de la TLN demeure par contre valable. Mais le raisonnement et les conclusions qui en découlent sont, de fait, entachées d'une part d'incertitude en raison de la perte d'information enregistrée pour le Briançonnais et, à un degré moindre, pour les massifs cristallins externes et leur tégument.

Fig. 1 : Diagrammes (In, Ia) du quartz filonien (symboles pleins), éruptif, détritique et métamorphique non filonien (symboles vides) du Pays des Arves et de ses abords.

#### IV - THERMOLUMINESCENCE ET PALEOGEOGRAPHIE : ORIGINES ET REPARTITION DES MATERIAUX DETRITIQUES SILICEUX DANS LE BASSIN PALEOGENE MARIN DU PAYS DES ARVES.

##### 1. Contexte géologique.

L'agencement structural des unités alpines savoyardes situées à l'Est des massifs de Belledonne et des Grandes Rousses est actuellement réexaminé et discuté. Au schéma classique d'une zone ultradauphinoise bordant vers l'Est, avant le front pennique, le domaine externe (R. BARBIER, 1948) s'oppose, depuis quelques années, un schéma moins orthodoxe, qui intercale une nappe briançonnaise entre des unités dauphinoises orientales et subbriançonnaises (J. MARTINEZ-REYES et al., 1979 ; A. SERRE, 1983). L'ancienne zone ultradauphinoise est, de fait, découpée en deux unités tectoniques d'origine paléogéographique fort différente, entre la latitude du Mont Niélard et celle du col du Lautaret (A. SERRE et al., 1985) :

- l'unité dauphinoise orientale des Albies ;
- l'unité à affinités briançonnaises du Cheval Noir-Casse Massion.

La "zone des écaillles externes subbriançonnaises" a par ailleurs été interprétée comme un ensemble d'olistostromes couronnant la série éocène du flysch des Aiguilles d'Arves (C. BRAVARD et al., 1981). Conjointement était signalée la présence d'olistolites de nature et d'origine diverses à la base du Paléogène, tant au Sud, qu'au Nord de la vallée de l'Arc (C. BRAVARD et M. GIDON, 1979 ; P. ANTOINE et al., 1980 ; A. SERRE, 1983).

L'origine des matériaux détritiques paléogènes - des éléments constitutifs des conglomérats et olistostromes en particulier - est également controversée. Les formations détritiques de base auraient été alimentées à partir du domaine externe (R. BARBIER, 1948) et de manière plus subordonnée, par une "ride" séparant les domaines arvinche et valaisan (P. ANTOINE et al., 1978) ; elles ne renfermeraient que du matériel briançonnais, à l'exception de "calcaires de teinte sombre" qui pourraient provenir du domaine dauphinois oriental ou du Subbriançonnais (A. SERRE, *op. cit.*).

Les terrigènes du "Flysch gréseux", qui n'ont fait l'objet, à ce jour, d'aucune étude sédimentologique approfondie, proviendraient de l'Est et témoigneraient des "érosions intenses" qui s'attaquaient alors aux zones internes en voie d'émergence (R. BARBIER, 1948) ; ils correspondraient à des dépôts turbiditiques de type "basin plain" (A. SERRE, 1983).

Les olistostromes sommitaux remanieraient le Subbriançonnais (C. BRAVARD et al., 1981) ; le matériel aurait une origine strictement briançonnaise (A. SERRE, *op. cit.*).

De telles divergences amènent deux questions :

- a. Le Paléogène du Pays des Arves correspond-il à un seul ou plusieurs bassins sédimentaires paléogéographiquement distincts ?
- b. L'origine des sédiments détritiques est-elle unique, multiple, externe et/ou interne ?

L'âge de la transgression et des dépôts paléogènes reste mal précisé au Nord du Pelvoux. Le "flysch calcaire" et le sommet de la formation turbiditique renferment une microfaune benthique et planctonique priabonienne. L'olistostrome sommital de la vallée de l'Arc remanie les calcaires du Bochet à Nummulites lutétiennes.

##### 2. Caractères généraux et évolution de la TL du Paléogène arvinche.

Les courbes de TLN du Paléogène arvinche constituent, toutes unités et formations confondues, un ensemble cohérent, exempt de variations majeures. Leur tracé est toujours marqué par la présence de deux pics principaux dont les températures apparentes évoluent entre 255-293°C et 360-374°C. Le pic de haute température est, dans 97% des cas, plus intense que le pic de basse température. Les 3% restant concernent les lames granitiques de Côte-Plaine, interprétées comme des olistolites (C. BRAVARD et M. GIDON, *op. cit.*) et la base du flysch immédiatement sus-jacent. Pour ces matériaux,



le pic de basse température est dominant, les valeurs du rapport d'intensité R 1-3 supérieures à 50.

La TLN du Paléogène est nettement plus homogène dans le Pays des Arves que dans le Champsaur ou les Alpes maritimes : les aires de variabilité des formations détritiques arvinches restent toutes contenues dans la partie inférieure du diagramme (R 1-3, In), contrairement à leurs homologues plus méridionales (fig. 2 A).

Au sein des formations détritiques savoyardes, ce sont les caractères TL des arkoses et des grès turbiditiques qui sont les plus hétérogènes. Si les valeurs du rapport R 1-3 restent comprises, pour ces sédiments, entre 19,6 et 54,2, le paramètre In évolue, lui, de 15 à 125 u.a., ce que traduit, dans le diagramme (R 1-3, In), le dessin de l'aire de variabilité du flysch, peu développé suivant l'axe des ordonnées, mais allongé suivant l'axe des abscisses. Dans cette aire, n'apparaît aucune répartition sélective du matériel des unités des Albies et du Cheval Noir-Casse Massion. Les valeurs moyennes des deux principaux paramètres de TLN sont sans différences significatives : 32,3 et 30,6 pour R 1-3, 72,2 et 71,0 u.a. pour In. Il ne paraît donc pas possible de distinguer paléogéographiquement ces deux unités par la TL de leur matériel siliceux paléogène, lequel sera analysé conjointement.

Les points représentatifs des conglomérats, certes moins nombreux, sont plus groupés en raison d'une variabilité moins importante du paramètre In. Le dessin de leur champ d'extension, légèrement sécant sur celui des arkoses et des grès, s'explique par une correspondance différente des valeurs de R 1-3 et de In.

L'aire de variabilité des olistostromes sommitaux s'inscrit, elle, entièrement dans celle du flysch.

On n'observe donc pas d'évolution verticale nette, polarisée, des caractères TL du quartz au sein de la suite détritique paléogène du Pays des Arves. Les variations enregistrées à l'échelle d'un affleurement, d'une coupe, ne semblent pas pouvoir être interprétées en fonction d'un processus sédimentologique simple, unitaire. Le bassin sédimentaire paraît recevoir, dès son installation et au cours des différentes étapes de son remplissage, un stock quartzueux non homogène, mais relativement stable. Ce schéma diffère de celui du Champsaur où la sédimentation des calcaires détritiques, puis surtout celle des grès est accompagnée, après le dépôt des conglomérats, par le renouvellement et la diversification des populations de quartz parmi lesquelles apparaissent les matériaux granitiques pelvosiens ainsi que les terrigènes des flyschs à Helminthoïdes (J.-P. IVALDI, 1980).

Deux interprétations peuvent être avancées pour expliquer la stabilité des propriétés TL du stock quartzueux : une faible variabilité de la thermoluminescence du quartz des différentes zones-sources dont certaines sont, sans conteste, à dominante carbonatée et/ou un nombre restreint de ces mêmes zones ; une mise en place précoce, antérieure à la transgression nummulitique, des principales provinces distributives, hypothèse qui va dans le sens de la "phase arvinche" de R. BARBIER.

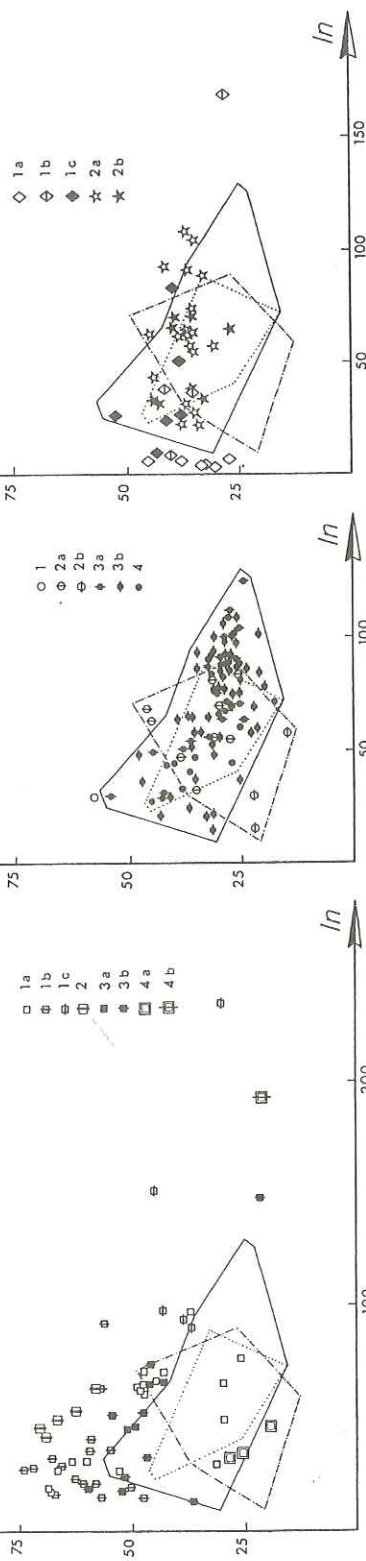
### 3. Les provinces distributives potentielles du matériel détritique quartzueux dans le diagramme bidimensionnel (R 1-3, In).

Dans le diagramme (R 1-3, In) (fig. 2), les aires de variabilité des matériaux paléogènes sont recouvertes, à des degrés divers, par celles des entités géologiques suivantes :

- les massifs du Pelvoux, de Belledonne et du Grand Châtelard ;
- le tégumet carbonifère et permo-triasique de ces socles, auquel il faut ajouter celui des Grandes Rousses ;
- les flyschs à Helminthoïdes de type Autapie et Parpaillon ;
- le matériel briançonnais modérément atteint par la déformation et le métamorphisme mésoalpins.

Ces ensembles cristallins et sédimentaires constituent, par conséquent, autant de

R 1-3 B. Complexes éruptifs et métamorphiques des massifs cristallins externes.



R 1-3 A. Paléogène du Pays des Arves

R 1-3 D. Domaine pennique.

R 1-3 C. Tégument carbonifère et permo-triasique des massifs cristallins externes.

1 2a 2b 3a 3b 4



A. PALEOGENE DU PAYS DES ARVES - 1. "Olistolites" inférieurs ; 2. Conglomérats intérieurs de l'écaillé des Albiez (a), du Cheval Noir-Casse Massion (b) ; 3. Arkoses et grès du flysch de l'unité des Albiez (a), du Cheval Noir-Casse Massion (b) ; 4. Olistostromes supérieurs.

B. COMPLEXES ERUPTIFS ET METAMORPHIQUES DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES - 1. Ecrins-Pelvoux s.l. : migmatites (a), granites (b), rhyolites du Combeynot (c) ; 2. Grandes Rousses : granites ; 3. Belledonne : migmatites (a), granites (b) ; 4. Grand Châtelard : migmatites (a), granites (b).

C. TEGUMENT CARBONIFERE ET PERMO-TRIASIQUE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES - 1. Ecrins-Pelvoux s.l. : Trias ; 2. Grandes Rousses : Carbonifère (a), Trias (b) ; 3. Belledonne : Carbonifère (a), Permien (b) ; 4. Grand Châtelard : Trias.

D. DOMAINE PENNIQUE - 1. Briançonnais : Carbonifère (a), Permien (b), Trias (c) ; 2. Flyschs à Hélinthoïdes : Parpailion (a), Autaple (b).



provinces distributives potentielles dont nous analyserons successivement le rôle dans la constitution des formations paléogènes.

a. *Les "olistolites" inférieurs.* Les lames microgranitiques de Côte-Plaine/Crête de Chailiol présentent de fortes affinités avec les granites du massif du Pelvoux de type Claphouse, Riéou-Blanc, Turbat. Elles possèdent également quelques traits communs avec les granites du Combeynot. Il ne s'agit donc pas de matériaux réellement exotiques, d'olistolites au sens strict du terme.

b. *Les conglomérats inférieurs.* Au Sud du domaine étudié, sur le revers oriental de la Montagne de la Madeleine, dans le haut Goléon et les Aiguilles d'Arves, la thermoluminescence des quartz détritiques paléogènes est analogue à celle de formations cristallophylliennes du Pelvoux telles que les orthogneiss de Crupillouse, les gneiss non migmatisés de La Lavey et les porphyroïdes arkosiques du Combeynot.

Des relations peuvent également être établies avec le Trias détritique nord-pelvousien du Plateau d'Emparis et, dans une moindre mesure, avec les migmatites souvent mylonitisées de la série satinée de Belledonne et les granites du type Beaufort.

Vers le Nord, dans la vallée de l'Arc, les conglomérats qui affleurent entre Villarclement et Mont-Denis sont à rapprocher des migmatites du massif du Grand Châtelard.

c. *Les arkoses et grès turbiditiques du flysch des Aiguilles d'Arves.* Les analogies avec les matériaux cristallophylliens du Pelvoux restent fortes au Sud du vallon des Aiguilles. La similitude entre les conglomérats et le flysch n'est cependant pas totale, les caractères TL des gneiss migmatitiques de La Lavey se substituant assez systématiquement aux caractères des gneiss non migmatisés du même complexe métamorphique, des orthogneiss de Crupillouse et des porphyroïdes du Combeynot.

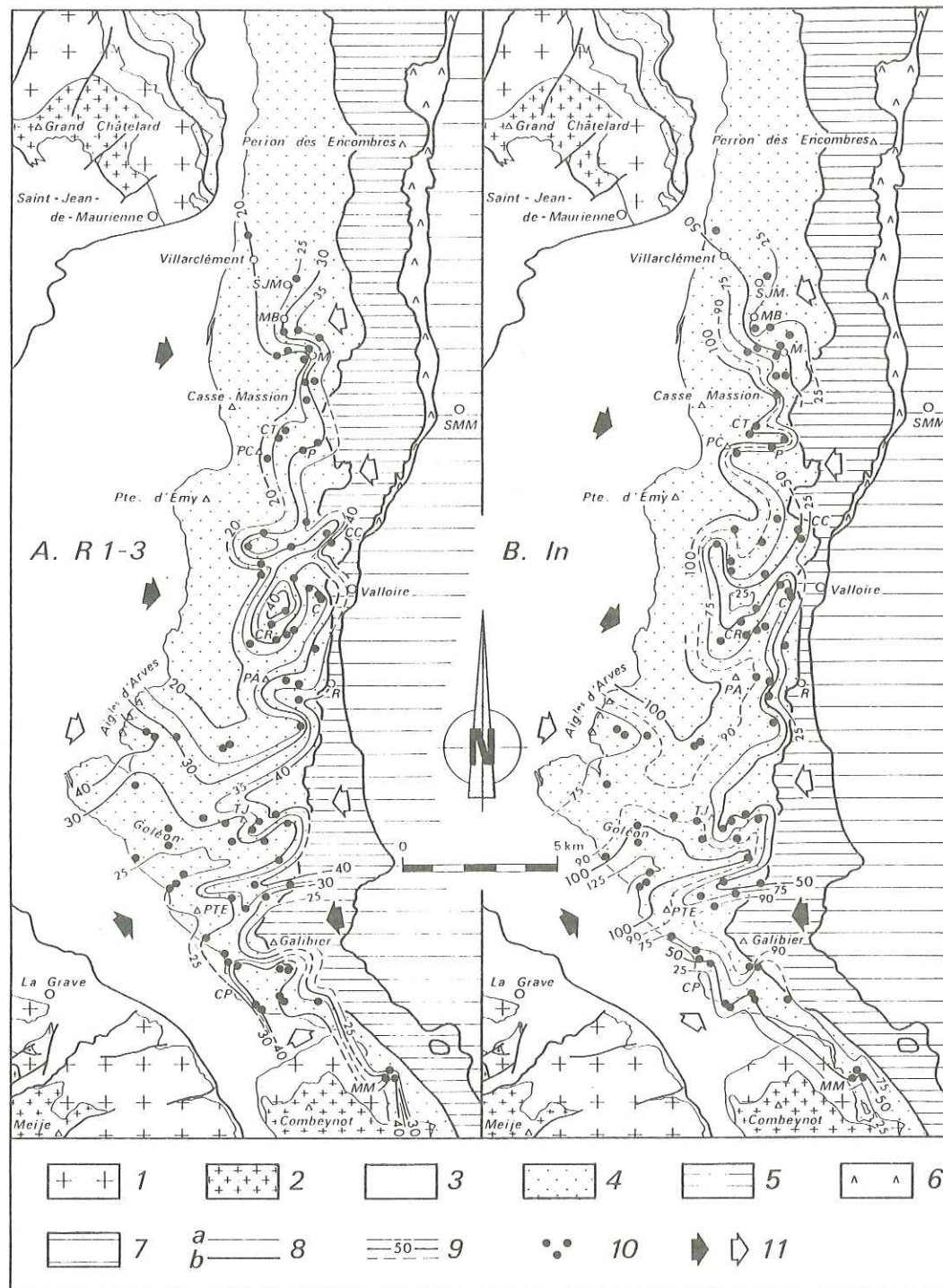
Au centre des affleurements paléogènes arvinches, entre le vallon des Aiguilles et la Pointe d'Emy, ce sont les traits du tégument triasique nord-pelvousien qui tendent à supplanter ceux des migmatites. Des rapprochements ponctuels peuvent être effectués avec les conglomérats et les grès carbonifères des Grandes Rousses (Crey Rond).

Vers le Nord (Chalets de la Plagne, Crêt de Talière) apparaissent, aux côtés de ces matériaux, des populations de quartz caractérisées par de fortes intensités de TLN ( $In > 100$  u.a.) et des rapports R 1-3 faibles, voisins de 25. De tels caractères, également représentés au Sud, dans le Goléon, traduisent généralement la présence de quartz d'origine volcanique ou subvolcanique. Ces populations de quartz peuvent être rapprochées de roches aussi diverses que les rhyolites et rhyodacites du Combeynot, les conglomérats du Verrucano du col du Galibier, les faciès hololeucocrates de l'ensemble granitique du Grand Châtelard ou encore les galets rhyodacitiques des conglomérats paléogènes de La Martinasse. L'influence du Grand Châtelard, ou de massifs cristallins pétrologiquement équivalents, apparaît nettement à l'Ouest de Montricher, dans les affleurements de la Combe du Bochet, ainsi qu'en rive droite de l'Arc, vers Saint-Julien-Mont-Denis.

Le quartz du flysch à Helminthoïdes du Parpaillon, qu'il n'est pas toujours aisé de distinguer, par sa TL, du quartz des migmatites du Pelvoux, pourrait être présent dans les grès qui affleurent sous le Subbriançonnais du Galibier, à l'Est de la Tête de Jacques et de la Pointe des Adrets et vers les Clots, près Valloire.

Quant au Briançonnais, outre les rapprochements effectués avec le Verrucano du Col du Galibier, des relations peuvent être établies entre les conglomérats et arkoses westphaliens de la zone houillère et le flysch paléogène dans la vallée de l'Arc.

Fig. 2 : Diagrammes (R 1-3, In) des matériaux paléogènes du Pays des Arves et de leurs zones-sources potentielles.



DOMAINE EXTERNE - 1. Cristallophyllien ; 2. Granites ; 3. Mésozoïque ; 4. Paléogène.  
 DOMAINE PENNIQUE - 5. Subbriançonnais ; 6. Zone des gypses ; 7. Briançonnais.  
 SYMBÔLES - 8. Contacts stratigraphiques (a), tectoniques (b) ; 9. Isofactes maitresses et intercalaires avec valeur du paramètre de TLN correspondant ; 10. Lieux de prélèvement ; 11. Localisation des apports terrigènes.  
 LIEUX-DITS - C. : Les Clots ; CC. : Chalets Chapieux ; CP. : Côte-Plaine ; CR. : Crey Rond ; CT. : Crêt de Talière ; M. : Montricher ; MB. : Montricher-le-Bochet ; MM. : Montagne de la Madeleine ; P. : La Plagne (Chalets) ; PA. : Pte des Adrets ; PC. : Pte des Chaudannes ; PTE. : Pic des Trois Evêchés ; R. : La Rivine ; SMD : St-Julien-Mont-Denis ; SMM : St-Michel-de-Maurienne ; TJ. : Tête de Jacques.



d. *Les olistostromes supérieurs.* Dans ces formations, les paramètres TL du quartz, souvent peu tranchés, ne facilitent pas les corrélations avec les zones-sources potentielles. Les schistes à blocs de Montricher renferment localement des populations de quartz volcaniques ou subvolcaniques semblables à celles du flysch des Chalets de la Plagne, près d'Albane. Leur origine est tout aussi difficile à préciser : écaillés de socles d'affinités externes (Grand Châtelard, Combeynot) ou subbriançonnaises. Les caractères TL du Permien et du Trias briançonnais sont représentés au Sud, dans les schistes à blocs du ruisseau du Villard, près des Chalets Chapieux, et dans la klippe de la Rivine auparavant rattachée à la zone des écaillés externes de la nappe du Pas du Roc. On notera cependant que des corrélations peuvent également être établies entre le Paléogène de ces affleurements et le flysch de la nappe de l'Autapie.

#### 4. Les cartes isofactes des paramètres R 1-3 et In : des modèles de distribution du matériel détritique dans le bassin paléogène arvinche. Discussion et interprétation.

L'évolution des paramètres de thermoluminescence au sein d'une formation détritique renseigne sur la répartition temporelle et spatiale des différentes populations de quartz, sur l'importance relative et la localisation de leurs provinces distributives. Elle peut être suivie, à l'échelle d'un bassin sédimentaire, grâce à l'établissement de cartes isofactes pour chacun des paramètres TL considérés.

Dans le Pays des Arves, la réalisation de telles cartes se heurte à des difficultés inhérentes à la configuration générale des affleurements paléogènes disposés selon une étroite bande N-S, ainsi qu'à la faible variabilité des paramètres de thermoluminescence. Le tracé des courbes isofactes offre un nombre élevé de possibilités. Toutes dessinent cependant des lignes d'orientation générale méridienne, compliquées de lobes majeurs ou mineurs nettement obliques par rapport à la direction d'allongement actuelle de la chaîne, hormis au Sud du Galibier. Un tel schéma traduit l'existence, au Paléogène, d'un bassin sédimentaire relativement étroit, allongé parallèlement aux futures directions structurales alpines et recevant essentiellement des apports transverses.

Les tracés retenus pour les courbes isofactes (fig. 3) intègrent les données fournies par l'analyse TL de l'ensemble des formations paléogènes. Le choix de la polarité de ces courbes, qui commande directement leur dessin et l'ouverture des structures lobées, a notamment été effectué à partir des relations établies entre le matériel paléogène et le socle pelvousien au Sud, le Cristallin du Grand Châtelard au Nord.

Les cartes isofactes des paramètres R 1-3 et In sont très semblables, les structures lobées superposables en tous points. Les lobes majeurs sont localisés à l'Ouest et couvrent les principaux affleurements conglomératiques. Leur développement latéral est maximal entre les Aiguilles d'Arves et le Pic des Trois Evêchés où ils correspondent vraisemblablement à une zone basse E-W qui interrompait le bassin sédimentaire dans son développement longitudinal et piégeait des matériaux externes et internes originaires du Sud-Ouest et de l'Ouest, du Nord-Est et de l'Est.

Chaque structure lobée peut être interprétée comme l'image de nappes détritiques progradant sur le fond du bassin, leur ouverture s'effectuant en direction du débouché de vecteurs dynamiques fluviaux uniques ou multiples suivant l'enchaînement normal ou inverse des courbes isofactes.

---

Fig. 3 : Cartes isofactes des paramètres R 1-3 (A) et In (B) de la thermoluminescence naturelle du quartz détritique des formations paléogènes arvinches. Chaque courbe isofacte est définie comme le lieu des points de prélèvement caractérisés par des valeurs égales du paramètre correspondant.

## V - CONCLUSIONS.

Dans le Pays des Arves, le bassin sédimentaire qui s'installe lors de la transgression paléogène est rapidement morcelé et irrégulièrement effondré comme en témoigne le développement important, mais discontinu, des formations conglomératiques inférieures. L'approfondissement bathymétrique qui suit la sédimentation carbonatée et argilo-pélitique, lié au rajeunissement préalable des reliefs environnants, permet le déroulement d'un processus sédimentaire syntectonique de type turbiditique dont l'aboutissement est le comblement du bassin.

Ce bassin, bien que fortement raccourci par la tectogenèse alpine présentait un allongement originel marqué suivant des directions proches de la direction actuelle de la chaîne en Savoie. Une zone basse E-W compliquait au Sud son dessin.

Les zones nourricières des matériaux déposés au cours du cycle sédimentaire sont essentiellement externes, mais aussi internes. La principale zone est constituée par le socle gneissique et migmatitique des Ecrins-Pelvoux *s.l.* et son tégument triasique septentrional, massif qui alimente également, avec ses granites, le bassin paléogène du Champsaur. Le faible pourcentage de matériel granitique pelvousien dans les formations nummulitiques arvinches peut être d'ordre paléotopographique ; il peut également traduire un dépôt plus précoce des sédiments tertiaires au Nord du Pelvoux, réalisé avant que l'érosion n'atteigne largement les batholites granitiques de ce massif.

Le Carbonifère des Grandes Rousses et éventuellement le socle de Belledonne figurent également au nombre des zones-sources probables, avec comme corollaire un décapage préalable de la couverture sédimentaire de ces massifs.

Vers le Nord, le Cristallin du Grand Châtelard, ou un socle pétrologiquement semblable, a alimenté le bassin sédimentaire. Il faut y ajouter, de façon certaine au-delà de l'Arc, le substratum pélitique, gréseux et quartzitique d'âge carbonifère et permotriasique du Paléogène.

Les apports d'origine interne semblent quantitativement moins importants. Parmi eux apparaissent des éléments d'origine briançonnaise, bien représentés dans lesolistostromes supérieurs. La participation des flyschs allochtones au comblement de la partie sud du bassin reste hypothétique en raison d'un phénomène de convergence TL possible avec les migmatites du Pelvoux.

La présence de matériaux rhyolitiques, rhyodacitiques et/ou microgranitiques traduit, comme pour la partie orientale des bassins paléogènes des Alpes maritimes et du Champsaur, le démantèlement de reliefs volcaniques ou subvolcaniques d'âge probablement permien. Le tracé des courbes isofactes montre que ces reliefs n'occupent plus systématiquement, dans le Pays des Arves, une position intermédiaire entre les domaines externe et interne, mais bordent directement vers l'Ouest le bassin paléogène.

L'ensemble de ces provinces distributives n'assure pas le recouvrement total de l'aire de variabilité des terrigènes arvinches dans le diagramme (R 1-3, In). L'existence d'autres zones-sources ou l'alpinisation d'une grande partie des matériaux briançonnais peuvent en être la cause.

La thermoluminescence n'étaye pas la thèse de l'origine briançonnaise du flysch paléogène de l'unité du Cheval Noir-Casse Massion. La faible variabilité des paramètres TL des flyschs arvinches suggère un dépôt de leurs matériaux dans un même bassin. Celui-ci s'étendait, probablement sans solution de continuité, jusqu'à la zone sub-briançonnaise au moins, compte tenu des caractères TL équivalents du flysch tertiaire de la digitation du Lauzet-Roche Olvéra. Il prolongeait vers le Nord, le bassin paléogène du Champsaur.

Deux modèles paléogéographiques restent cependant possibles à l'Est de Belledonne et des Grandes Rousses :

a. une transgression nummulitique s'effectuant sur des substratums structuralement distincts, mais classiquement agencés depuis le domaine dauphinois jusqu'au Briançonnais ;



b. l'installation d'un bassin paléogène unique sur un substratum tectoniquement diversifié par la mise en place précoce, vers le domaine externe, d'une unité à affinités briançonnaises.

Cette seconde hypothèse, qui a été réfutée par P. ANTOINE et al. (1980), ne permet pas de s'affranchir d'événements tectoniques anté-nummulitiques dans le Pays des Arves. L'important développement des formations conglomératiques inférieures, l'hétérométrie marquée des matériaux et leur degré d'immaturité, le faible renouvellement des stocks quartzeux initiaux sont autant de caractères qui s'accordent avec l'image d'un bassin paléogène fortement subsident bordé de reliefs *préalablement* rajeunis et soumis à une érosion intense. La présence d'olistostromes sommitaux démontre clairement l'aspect syntectonique de la sédimentation finale.

Le rajeunissement des reliefs du domaine externe et/ou de son avant-pays, qui précède et accompagne l'installation des bassins paléogènes avant d'être relayé dans l'espace et dans le temps par la mise en place des nappes penniques, est un phénomène général aux Alpes occidentales. Il provoque la structuration et l'émergence de socles à l'affleurement : socle "corso-sarde" ou peut-être "ligure" prolongeant vers l'Est la Provence cristalline au Sud des Alpes maritimes, massif embryonnaire du Pelvoux et ses prolongements septentrionaux éventuels, écaillés ou non, aux abords du Champsaur et du Pays des Arves. Ce phénomène paraît intimement lié aux mécanismes qui régissent, dans un orogène, la tectogenèse et la sédimentation.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.-C. et DEBELMAS J. (1980). - Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 290, sér. D, p. 1451-1453.
- ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD C. et GIDON M. (1978). - Les rapports entre le Flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 286, sér. D, p. 1451-1453.
- APRAHAMIAN J. (1974). - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. *Géol. Alpine*, t. 50, p. 5-15.
- BARBIER R. (1948). - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mem. Serv. Carte géol. France*, 291 p.
- BERNARD D., GRATIER J.-P. et PECHER A. (1977). - Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, p. 284-288.
- BRAVARD C. et GIDON M. (1979). - La structure du revers oriental du massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géol. Alpine*, t. 55, p. 23-33.
- BRAVARD C., KERCKHOVE C. et BARBIER R. (1981). - Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 292, sér. II, p. 531-534.
- GRATIER J.-P., LEJEUNE B. et VERGNE J.-L. (1973). - Etudes des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux, depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle, 2 vol., 289 p.

- IVALDI J.-P. (1973). - Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries "Grès d'Annot". Origines du matériel détritique. Conséquences paléogéographiques. Thèse 3ème cycle, 162 p., Nice.
- IVALDI J.-P. (1979). - Nouvelles données sur la thermoluminescence des filons de quartz stériles alpins et sur l'âge de leur formation. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, sér. D, p. 457-460.
- IVALDI J.-P. (1980). - Analyse par thermoluminescence du Paléogène détritique marin du Champsaur et du Dévoluy (Alpes occidentales). Implications méthodologiques et paléogéographiques. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. XXII, fasc. 2, p. 109-121.
- IVALDI J.-P. et MAZERAN R. (1975). - Réflexions d'ordre méthodologique sur la thermoluminescence du quartz : influence du broyage. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 280, sér. D, p. 2621-2624.
- IVALDI J.-P. et MAZERAN R. (1976). - Un marqueur du domaine alpin métamorphique : la thermoluminescence du quartz des fentes et filons stériles. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 282, sér. D, p. 815-817.
- MARTINEZ-REYES J., FUDRAL S., RAMPNOUX J.-P. et TARDY M. (1979). - Regard sur la stratigraphie du substratum du flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : Conséquences paléogéographiques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, sér. D, p. 203-206.
- MAZERAN R. et IVALDI J.-P. (1975). - Réflexions d'ordre méthodologique sur la thermoluminescence du quartz : influence des traitements chimiques et thermiques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 281, sér. D, p. 481-483.
- NIGGLI E. (1973). - Carte métamorphique des Alpes à 1/1.000.000. Leiden, Subcommission for the cartography of the metamorphic belts of the world ; Paris, *Unesco*, feuille n° 17.
- SERRE A. (1983). - Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales : les unités à flysch paléogène de la région de Saint Jean de Maurienne (Savoie). *Trav. Dpt. Sc. Terre Chambery*, n° 1, 178 p.
- SERRE A., TOURY A., RAMPNOUX J.-P., MARTINEZ-REYES J. et TARDY M. (1985). - Individuation de deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de "l'Ecaille ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves" (région de Saint-Jean-de-Maurienne, Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 301, sér. II, p. 637-642.
- WINKLER H.G.F. (1976). - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4ème éd., *Springer Verlag*. New-York, Heidelberg, Berlin.